



TITLE:

# 気象庁全球アンサンブル予報システム(EPS)への海面水温(SST)摂動の導入

AUTHOR(S):

堀田, 大介; 太田, 洋一郎

---

CITATION:

堀田, 大介 ...[et al]. 気象庁全球アンサンブル予報システム(EPS)への海面水温(SST)摂動の導入. 平成28年度「異常気象と長期変動」研究集会報告 2017: 47-51: 共同研究 (一般共同研究) 28K-08.

ISSUE DATE:

2017-03

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/224915>

RIGHT:

# 気象庁全球アンサンブル予報システム(EPS)への海面水温(SST)摂動の導入

堀田 大介\*・太田 洋一郎（気象庁予報部数値予報課）

## 1 はじめに

アンサンブル予報は、様々な摂動を与えた多数の予報の集合の分布（ばらつき）により予報の持つ不確実性を定量化する確率的な予測手法である。全球数値予報におけるアンサンブル予報システム(EPS)は1990年代の実用化以降、より多くの不確実性を表現するよう進化してきた。実用化当初は初期値（解析値）の不確実性のみを初期摂動により表現していたが(Toth and Kalnay, 1993; Buizza and Palmer, 1995)、その後、予報モデルの物理過程のパラメタリゼーションに起因する不確実性(Buizza et al. 1999)や支配方程式系を有限の解像度で数値積分することに起因する切断誤差(Shutts, 2005)を表現する摂動手法が開発され、新しい摂動が導入されるたびに EPS は予報の不確実性をより適切に捉えられるようになり、確率的な予測性能が向上してきた。しかし、中期予報現業 EPS は現在でもスプレッドが過小であり、さらなる不確実性の源の表現が必要である。

これまで中期予報 EPS であまり陽に表現されてこなかった不確実性として、大気モデルに与える下部境界条件、特に海面水温(SST)の誤差がある。大気モデルの積分を開始する時点では、積分期間中（未来）の SST 分布を観測等で知ることが出来ないため、大気海洋結合 EPS を除き、現業 EPS では通常、次節で述べる簡単な統計予測により積分期間中の SST を与える。統計的な SST 予測には当然誤差があり、EPS ではその不確実性を摂動により表現する必要があるが、気象庁の EPS を含め、これまでの多くのセンターの中期予報 EPS では全メンバーに同一の SST を与えることが普通であった。よって、SST の不確実性を適切に表現する摂動を EPS に与えることが出来れば大気予測の不確実性をより適切に定量化できる可能性がある。

著者らは、大気モデルに与える積分期間中の SST 予測の不確実性を適切に表現できる SST 摂動の生成手法を考案し、気象庁全球 EPS<sup>1</sup>に導入することで主に大気下層のスプレッド不足が

軽減され確率的な予測スコアが若干向上することを確認した。本稿では SST 摂動の導入にあたり実施した基礎的な調査について報告する。本稿では数式の導出や現業システムへの導入に向けた細かな調整などについては割愛する。より詳細については堀田(2016)、太田・堀田(2016)を参照願いたい。

## 2 大気モデルに与える SST 予測の作成方法とその対解析誤差

モデルに与える SST の積分期間中の不確実性を表現するためには、まずその誤差の特性を把握する必要がある。本節では最初に気象庁の決定論全球モデル(GSM)に与える SST の作成方法を説明し、次にその誤差の空間パターンや時間発展の仕方を示す。

GSMでは積分開始時点（初期時刻）における SST 解析値の対気候値偏差を積分期間中固定し、時間発展を気候値の時間発展によって与えている：

$$SST^f(T_0; t_f) - SST^a(T_0) = SST^c(T_0 + t_f) - SST^c(T_0)$$

ここで  $SST^f(T_0; t_f)$  は初期時刻  $T_0$ 、予報（積分）時間  $t_f$  の大気モデルに与える SST の予測値、 $SST^a(T_0)$  は時刻  $T_0$  における SST 解析値、 $SST^c(T)$  は時刻  $T$  に対応する SST の気候値を表す。以下、このように与える SST を「偏差固定予報 SST」と呼ぶ。偏差固定予報 SST は、初期偏差を持続させる「持続予報」だが、初期値との差（時間発展）を気候値で与える、一種の「気候値予報」と考えることもできる。偏差固定予報 SST は他の多くの現業システムでも用いられる、中期数値予報における標準的な手法である。

気象庁の週間 EPS・台風 EPS では GSM に与えるものと同一の SST を全メンバーに共通して与えている。なお、GSM では SST 解析値として気象庁全球日別海面水温解析(MGDSST; 栗原他 2006)を用いている。

次に偏差固定予報 SST で表現できない現象がどのようなものかを考える。偏差固定予報 SST の持つ誤差は予測値を予測対象時刻の SST 解析値と比較することで見積もることが出来る。図1にある日の3日予報の偏差固定予報 SST の対解析誤差の分布を示す。誤差の大きい領域は北半球中高緯度の西岸境界流域や南極周極流、大陸西岸（海盆東縁）や赤道東太平洋など

<sup>1</sup> 平成 28 年現在、別々に運用している週間 EPS、台風 EPS と 1 か月 EPS を統合し平成 29 年 3 月に新たに運用開始を予定している EPS。

の湧昇域、および海氷域の縁に集中している。これらの領域はSSTの勾配が大きい海洋前線帯にあたり、海洋と大気間の顕熱・潜熱の交換が活発なため(e.g., Small et al. 2008)、こうした領域でSSTの誤差が大きいことはSSTの不確実性に起因する大気予測の不確実性が小さくないであろうことを示唆する。SSTの対解析誤差をアニメーションで確認すると、西岸境界流やAgulhas海流では中規模渦のような動きの遅いパターンを、赤道太平洋冷舌域では赤道直下で振幅が大きく数十日で1波長分西進する赤道ロスビー波のようなパターンを確認することができる。偏差固定予報SSTの対解析誤差を調べることで、偏差固定予報のような気候学的な手法では（当然のことながら）海洋内部の力学的な現象が表現されないことを改めて確認することが出来る。

### 3 SST 摂動の生成手法

前節で見たような偏差固定予報SSTの不確実性を表現する摂動を生成するにはどうすればよいかを考える。今回我々が採用する基本的な考え方は、「コントロール（非摂動）予報に積分期間中に与えるSSTを“予報”と考え」、「このSSTの“予報”をコントロールランとして、“完全なアンサンブル”に近い予報のアンサンブルを生成する」というものである。ここで“完全なアンサンブル”とは、各メンバーと真値が互いに独立でかつ統計的には区別がつかない（同一の確率分布に従う）ようなアンサンブルを指す（Leutbecher and Palmer (2008) での perfect ensemble の定義）。

“完全なアンサンブル”は一般的な力学的予測については生成することができない。ところが、予測対象の未来について気候学的分布以外になんら知識を持たず、コントロール予報を気候値予報で与えている場合には、真値が単に気候学的分布に従うことから各メンバーを気候学的分布から無作為に抽出することで簡単に生成することが可能である(Leutbecher and Palmer, 2008)。前節で述べたとおり、偏差固定予報SSTは初期値との差（時間発展）に対する気候値予報と解釈することも出来る。よって、偏差固定予報SSTをコントロールとする完全なアンサンブルを生成するには、初期値との差（第2節第2段落の式の右辺）を気候値に替えて気候学的分布からの無作為な標本、即ち過去の実際のSST解析値の時間発展（ $SST^a(T_i + t_j) -$

$SST^a(T_i))$  <sup>2</sup>により与えればよい<sup>3</sup>。なお、このように生成されるSST摂動は「過去の偏差固定予報SSTの対解析誤差を無作為に選び、これを現在の偏差固定予報SSTから差し引いたもの」として解釈することもできる（詳細は太田・堀田(2016)の導出を参照）。

### 4 生成される SST 摂動の特徴

前節で考案した手法により生成されるSST摂動は、その構成から直ちに分かるように、偏差固定予報SSTの誤差と同じ確率分布に従う。即ち、SSTの気候学的分布以外に情報を持たず、かつこれから予測するSSTの真値が過去と同じ気候学的分布に従うという条件のもとで、本手法により生成されるSSTの各メンバーはSSTの真値と統計的に区別が出来ないものとなる。このため、生成されるSST摂動は第2節で示した偏差固定予報SSTの対解析誤差と同様の特徴をもたずである。

図2に、実際に生成されたSST摂動（3日予報）の一例を示す。海洋前線帯で大きな振幅を持つこと、中規模渦や赤道ロスビー波のような構造が見られることなど、図1に示した偏差固定予報SSTの対解析誤差とよく似た特徴を持っていることが分かる。これは、本手法で生成されるSST摂動が過去に実際に実現した偏差固定予報SSTの対解析誤差そのものであることから当然であるが、力学的なモデルなどを全く使用せず純粋に統計的に生成したにもかかわらずこのような力学的な構造をもった摂動が得られる点は特筆に価する。

### 5 SST のみに摂動を与えたアンサンブル予報実験

第2節で見た大気モデルに与えるSSTの誤差が大気モデルの予測にどのような誤差をもたらすのか、またその誤差が第3節の手法で生成されるSST摂動を大気モデルに与えることで十分に捕捉出来るのかを確認するため、SST摂動のみを与えた大気モデルのアンサンブル予報実験を行った。メンバー数は現業EPSの約半分にあたる13メンバーで、初期値摂動やモデル摂動は加えない。その他の仕様は現業システムにほぼ揃えてあり、実験期間は2013年8月と2014年1月のそれぞれ1ヶ月である。また、「SSTに正解を与えた場合に実現する大気予測」を真値と

<sup>2</sup>  $T_i$  は気候学的分布が変わらないと仮定できる程度に初期値  $T_0$  と季節の近い過去のランダムな日付とする。

<sup>3</sup> ここでは SST の解析値を真値とみなす仮定を陰にしている。

見做し、SSTに解析値（正解）を与えるAMIP型の実験（以下、参照実験と呼ぶ）も行った。参照実験の大気予測がアンサンブルの各メンバー間のばらつきの中に収まっていれば、適切なアンサンブルが作成できていると考えることが出来る。

SSTに変化があった場合、大気はまず最下層における上向きの顕熱・潜熱フラックスを通じて変化に応答するはずである。図3に顕熱・潜熱フラックスについてコントロール（非摂動）ランと参照実験の差の平方根2乗平均とアンサンブル・スプレッドの比較を示す。顕熱・潜熱フラックスとも、両者の分布はよく対応しており、SSTの微小な差に対する大気の応答はSSTの勾配が大きな海洋前線帯に集中していることが読み取れる。

大気が海面からのフラックスを通じて感じるSSTの誤差の影響は鉛直上方にも伝わり対流圏全体に及び、アンサンブル平均予報と参照実験の予報には全層に渡って差が生じる（図4上段）。このSSTの誤差に起因する大気の予報の誤差はSSTに摂動を与えたアンサンブル予報のスプレッドと振幅・パターンともよく似ていることが図4の下段と上段の比較により分かる。このことは、本手法で生成されるSST摂動がコントロール予報に与えるSST予測の不確実性を適切に捉えていることを示唆する。

## 6 現業仕様 EPS での SST 摂動導入の効果

前節では SST のみに摂動を与えることで、コントロール予報の SST の与え方に起因する大気予測の不確実性が摂動ランにより適切に捕捉されることを確認した。初期摂動およびモデル摂動を与えたフルの現業仕様 EPS に SST 摂動を導入することによりどのような効果があるかを確認する実験を行ったところ、地上や大気下層の気温を中心に、SST 摂動の振幅の大きい熱帯洋上や中緯度海洋前線帯でスプレッドの不足が緩和され、確率的な予測スコアも若干改善されることが確認された。中高緯度ではスプレッドの改善は大気下層に限定されるが、熱帯では SST 摂動の導入による効果は大きく、対流圏の全層に渡って改善が見られた。

## 7 まとめと今後

中期予報EPSのコントロールランに積分期間中に与えるSSTを「時間発展に対する気候値予報」と捉え、“完全なアンサンブル”を過去の

気候学的分布から与えるSST摂動の生成手法を考案し、これによりこれまでのEPSで考慮できていなかったSSTの不確実性を適切に表現できるようになることを確認した。本手法によるSST摂動は様々な改良とともに平成28年度末に気象庁全球EPSに現業導入される予定である。

本手法によるSST摂動は気候学的方法により作成されコントロール予報に与えられるSST予測の不確実性を気候学的に見積もるものであり、決して洗練された手法ではない。言わば付け焼刃的な対症療法であり、この方向の開発に今後あまりリソースを投入することは得策ではない。今後の開発では大気モデルに与えるSSTを海洋モデルによる力学的予測によって与える大気・海洋結合の実用化に注力するべきであろう。

## 参考文献

- Buizza, R. and T.N. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434–1456.
- Buizza, R., M. Miller, T.N. Palmer, 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction system, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **125**, 2887–2908.
- Leutbecher, M., T. N. Palmer, 2008: Ensemble forecasting. *J. Comp. Phys.*, **227**, 3515–3539.
- Shutts, G., 2005: kinetic energy backscatter algorithm for use in ensemble prediction systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3079–3102.
- Small, R. J., S. P. de Szoeke, S. P. Xie, L. O'Neil, H. Seo, Q. Song, P. Cornillon, M. Spall, and S. Minobe, 2008: Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dyn. Atmos. Oceans*, **45**, 274–319.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations, *Bull. Am. Meteor. Soc.* **74**, 2317–2330.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016: 海面水温摂動の開発. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 77–84.
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, **73**, S1–S18.
- 堀田大介, 2016: 中期予報における下部境界条件の影響. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 11–17.

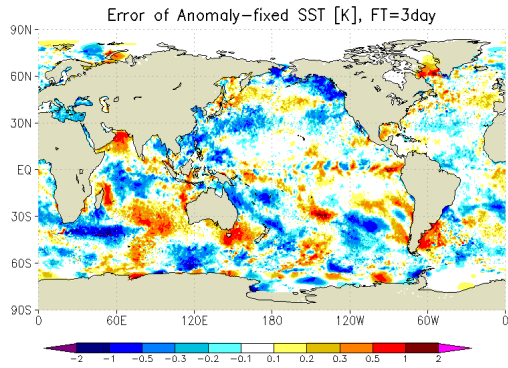


図1 2014年1月1日12UTC初期値の偏差固定 SST 予報 (3日予報) の対解析誤差。単位は K。

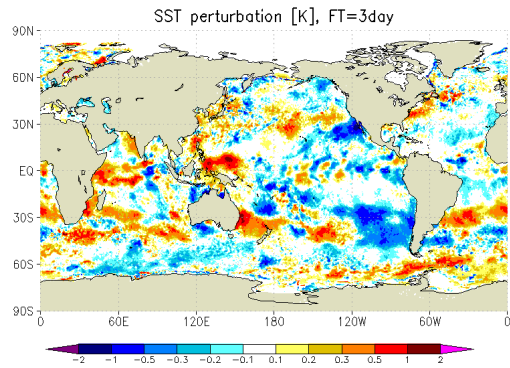


図2 2014年1月1日初期日に用いられたあるメンバーの SST 摂動 (3日予報)。単位は K。

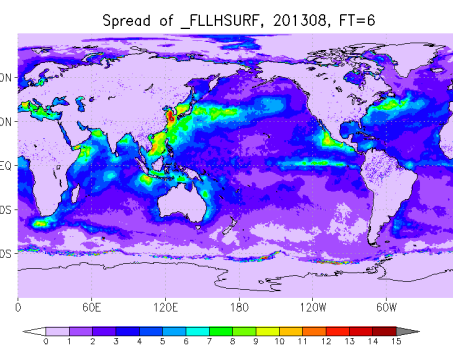
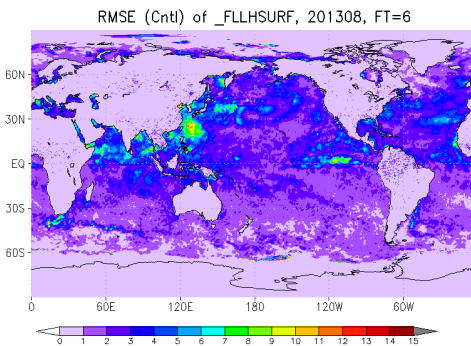
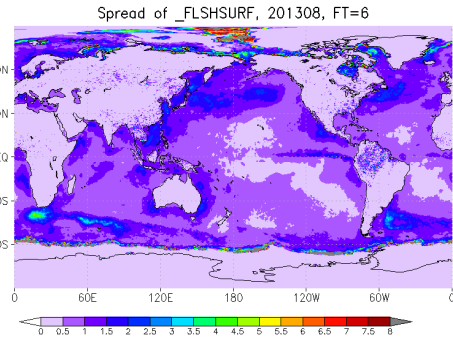
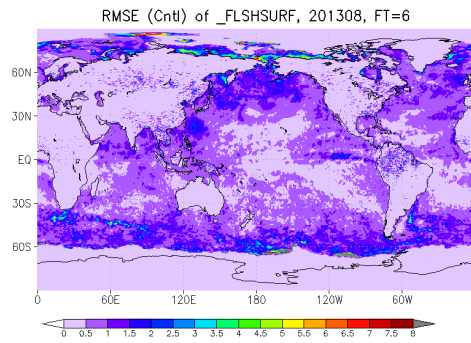


図3 2013年8月実験における (上段) 顕熱フラックス及び (下段) 潜熱フラックスの (左) コントロール (非摂動) ランの参照実験からの差の平方根 2 乗平均と (右) アンサンブル・スプレッド。積分時間 0 ～6 時間の平均値。単位は  $\text{Wm}^{-2}$ 。

